جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره هفدهم، بهار ۱۳۹۵

صص ۸۵-۶۹

شناسایی وردش‌های مکانی روزهای برفپوشان در ایران زمین به کمک داده‌های دورسنجی

محمد صادق کیخسروی کیانی[۱] ــ دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

سید ابوالفضل مسعودیان ــ استاد آب و هواشناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹٤/٦/۱۷ تاریخ تصویب: ۱۳۹٤/۱۲/۲٦

چکیده

هدف از پژوهش کنونی بررسی ساختار مکانی تغییرات روزهای برفپوشان در ایران است. برای این منظور داده‌های پوشش برف سنجنده‌های مودیس تررا و مودیس آکوا برای بازه زمانی ۱۳۹۳-۱۳۸۲ به‌صورت روزانه و در تفکیک مکانی ۵۰۰ × ۵۰۰ بکارگرفته شد. پیش از بکارگیری داده‌های خام اولیه برخی پردازش‌های نخستین بر روی کل سری زمانی داده‌ها به‌منظور کاستن از ابرناکی انجام گرفت. سپس برای هرکدام از سال‌های مورد بررسی داده‌های روزانه به‌صورت فصلی درآورده شد. برای شناسایی تغییرات روزهای برفپوشان برای هر یک از فصول سال، معادله خط رگرسیونی بر روی هر یک از یاخته‌ها برازش داده شد و شیب خط داده‌ها بر روی هر یک از یاخته‌ها محاسبه گردید. کلیه محاسبات این پژوهش با انجام کدنویسی در نرم‌افزار مت‌لب انجام پذیرفت. بررسی‌ها نشان داد در همه فصول سال روندهای افزایشی و کاهشی شمار روزهای برفپوشان دیده می‌شود. در فصل زمستان بیش‌ترین تغییرات شمار روزهای برفپوشان دیده شد به‌گونه‌ای که در این فصل ۲۲/٦٤ درصد از گستره کشور دارای روند کاهشی و ۲/٦۹ درصد از مساحت ایران نیز دارای روند افزایشی شمار روزهای برفپوشان بود.

کلیدواژه‌ها: روزهای برفپوشان، روند، سنجنده مودیس تررا، سنجنده مودیس آکوا، ایران.

۱. مقدمه

انباره‌ها و پوشش‌های برفی کوهستان‌ها در ترازنامه آبی بسیاری از مناطق جهان نقش برجسته‌ای دارند (رامیج و ایساکس[۲]،۲۰۰۳). در عرض‌های جغرافیایی بالا و نیز پهنه‌های کوهستانی، آب حاصل از گدازش

---

۱ نویسنده مسئول ۰۹۱۳٦۹۰۲۸۵۲ Email: kianymohammad1@gmail.com

2 Ramage and Isacks

پوشش‌های برفی نقش مهمی در رواناب سالانه دارد. همچنین آب حاصل از انباره‌ها و پوشش‌های فصلی برف، نیاز آبی یک ششم از جمعیت جهان را برآورده می‌سازد که چنین پوشش‌های برفی به سبب گرمایش جهانی ممکن است در معرض خطر باشند (بارنت و همکاران[1]،۲۰۰۵). گستره و وردش‌پذیری پوشش‌های برفی فراسنج‌های مهمی در سامانه‌های آبشناختی و اقلیم‌شناختی است (یودنائس و همکاران[2]،۲۰۰۷ و برون و آرم‌استرانگ[3]،۲۰۱۰). پوشش برف رفتارهای متفاوت زمانی و مکانی را از خود بروز می‌دهد (تانی[4]، ۱۹۹٦؛ بلوشل[5]،۱۹۹۹؛ یوانگ و وو[6]،۱۹۹۹؛ لنینگ و همکاران[7]، ۲۰۰۸؛ مانس و همکاران[8]، ۲۰۰۸) و ارزیابی درست و مناسب پوشش برف در مقیاس‌های خرد و کلان از اهمیت بسیار بالایی برخوردار است (آندرتون و همکاران[9]، ۲۰۰۲). برای مناطقی که منبع اساسی آب آن‌ها از انباره‌های برفی حاصل می‌شود، مطالعه روند تغییرات پوشش‌های برفی از اهمیت بسیار بالایی برخوردار است. به سبب کمی و یا نبود ایستگاه‌های اندازه‌گیری در بسیاری از پهنه‌های برف‌گیر، نمی‌توان تنها به داده‌های ایستگاه‌های زمینی متکی بود. در همین راستا داده‌های دورسنجی پوشش برف راهکار جایگزینی برای به دست آوردن آگاهی و اطلاعات از پوشش‌های برفی در مقیاس منطقه‌ای و جهانی است (هال و همکاران[10]،۲۰۰۵؛ برون و آرم‌استرانگ[11]،۲۰۱۰). برای این منظور فرآورده‌های دورسنجی گوناگونی از ماهواره‌های زمین‌آهنگ و قطب‌چرخ به جامعه علمی معرفی شده است (رمانو و همکاران[12]،۲۰۰۳؛ دی‌رویتر و همکاران[13]،۲۰۰٦؛ زائو و فرانِدس[14]، ۲۰۰۹؛ هال و همکاران[15]،۲۰۱۰). مطالعات بسیاری بر روی تغییرات پوشش برف با بهره‌گیری از داده‌های دورسنجی و به‌ویژه داده‌های سنجنده مودیس انجام گرفته که در ادامه به آن‌ها اشاره شده است. در پژوهشی وانگ و زی[16] (۲۰۰۹) برای واکاوی وضعیت یخچال‌های دائمی در زینگ‌جان در کشور چین داده‌های سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا را برای بازه زمانی ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۵ بکارگرفتند. به سبب این‌که ماه آگوست در این پهنه دارای بالاترین دما و کم‌ترین پوشش ابر است، تنها این ماه برای واکاوی وضعیت یخچال‌های دائمی بررسی گردید.

---

1 Barnett et al
2 Udnaes et al
3 Brown and Armstrong
4 Tani
5 Blöschl
6 Yuang and Woo
7 Lehning et al
8 Manes et al
9 Anderton et al
10 Hall et al
11 Brown and Armstrong
12 Romanov et al
13 de Ruyter et al
14 Zhao and Fernandes
15 Hall et al
16 Wang and Xie

بررسی‌ها نشان داد طی بازه زمانی مورد بررسی کم‌ترین پهنه یخچالی با گستره ۲۳۸۰ کیلومترمربع در بلندی‌های بالاتر از ٤ کیلومتر دیده می‌شود (وانگ و زی، ۲۰۰۹: ۱۹۹). شی و همکاران[1] (۲۰۱٤) در پژوهشی به‌منظور واکاوی روند میانگین پوشش برف در کوهستان‌های تیزینافو در غرب کشور چین داده‌های سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا را برای سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۲ بکارگرفتند. بکارگیری آزمون من‌کندال آشکار ساخت هیچ‌گونه روند معناداری در میانگین درصد پوشش برف و فراوانی آن در این حوضه دیده نمی‌شود (شیی و همکاران، ۲۰۱٤: ۲۵۰). ایمرزیل و همکاران[2] (۲۰۰۹) روند پوشش برف در حوضه رودخانه ایندوس در هیمالیا را برای بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۸ واکاوی نمودند. برای این هدف داده‌های سنجنده مودیس در بازه زمانی ۸ روزه و در تفکیک مکانی ۰/۰۵ × ۰/۰۵ درجه طول و عرض جغرافیایی بکارگرفته شد. این حوضه بسته به بلندی‌ها به سه پاره از هم جدا بخش شد. یافته‌ها نشان داد در پهنه دوم (٤۷۰۰ متر) و پهنه سوم (۵۰۰۰ متر) در فصل زمستان روند منفی در میزان پوشش برف دیده می‌شود، اما در دیگر بخش‌های حوضه و در فصول دیگر روند معناداری دیده نشد (ایمرزیل و همکاران، ۲۰۰۹: ٤۰ و ٤۵). کی و لیو[3] (۲۰۱٤) برای بررسی روند پوشش برف در منطقه زینجانگ در کشور چین طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۲ داده‌های دو سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا را بکارگرفته و یک‌کاسه نمودند. یافته‌ها نشان داد روند پوشش برف برای ارتفاعات گوناگون و فصول مختلف سال متفاوت است. در فصل زمستان ارتفاعات پایین‌تر از ۲۰۰۰ متر و بالاتر از ٤۰۰۰ متر دارای روند کاهش پوشش برف بودند. در فصل تابستان ارتفاعات بالاتر از ۳۰۰۰ متر دارای روند افزایشی پوشش برف بودند. در فصل بهار همه طبقات ارتفاعی روند افزایشی را نشان می‌دادند. در فصل پاییز نیز در ارتفاعات بالاتر از ۲۰۰۰ متر روند افزایشی دیده شد (کی و لیو، ۲۰۱٤: ۲۲). شارما و همکاران (۲۰۱۲) برای واکاوی روند برف در زیرحوضه‌های حوضه رودخانه جلوم در شمال‌غرب رشته کوه‌های هیمالیا، داده‌های سنجنده مودیس را برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۱ بکار گرفتند. یافته‌ها نشان داد در همه زیرحوضه‌ها روند کاهش پوشش برف دیده می‌شود اما آهنگ روند کاهش پوشش‌های برفی در زیرحوضه بانیهال از همه بیشتر بود (شارما و همکاران[4]، ۲۰۱۲: ۸٦۳). در پژوهشی نیز آکیورک و همکاران[5] (۲۰۱۱) پهنه زیر برف در حوضه کاراسو در شرق کشور ترکیه را که به عنوان یکی از سرچشمه‌های رودخانه فرات است برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ پایش و بررسی کردند. برای این منظور داده‌های سنجنده مودیس بکار گرفته شد. بررسی‌ها نشان در دوره زمانی یادشده در پهنه زیر برف در این حوضه، روند کاهشی دیده

---

1 She et al
2 Immerzeel et al
3 Ke and Liu
4 Sharma et al
5 Akyurek et al

نمی‌شود (آکیورک و همکاران، ۲۰۱۱: ۳٦٤۷ و ۳٦۳۷). در پژوهشی خادکا و همکاران[1] (۲۰۱٤) برای واکاوی روند پوشش برف در حوضه تاماکوشی در کوهستان‌های هیمالیا داده‌های سنجنده مودیس را در بازه زمانی روزانه و در تفکیک مکانی ۵۰۰ متر برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ بکار گرفتند. یافته‌ها نشان داد طی ده سال مورد بررسی در فصول بهار و زمستان در مساحت پهنه‌های برفی روند کاهشی رخ داده است این در حالی است که در فصل پاییز مساحت پهنه‌های برفی روند افزایشی به خود گرفته است (خادکا و همکاران، ۲۰۱٤: ۵۱ و ۵٤). زانگ و همکاران[2] (۲۰۱۲) برای واکاوی روند پوشش برف داده‌های سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا را برای بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ برای ٤ حوضه در فلات تبت بکار گرفتند. واکاوی‌ها نشان داد روندی در پوشش برف این مناطق دیده نمی‌شود (زانگ و همکاران، ۲۰۱۲: ۱). سونمز و همکاران[3] (۲۰۱٤) برای بررسی روند پوشش برف در کشور ترکیه داده‌های سنجنده (IMS) را برای بازه زمانی ۲۰۰٤ تا ۲۰۱۲ بکار گرفتند. با بکاربستن آزمون من‌کندال، آشکار شد روی هم رفته در کشور ترکیه روند کاهش پوشش برف دیده می‌شود، اما در بازه‌های فصلی برای فصل پاییز روند افزایشی و در فصول بهار و تابستان روند منفی در پوشش‌های برفی دیده شد (سونمز و همکاران، ۲۰۱٤: ۲۳٤۹). در پژوهشی ماسکی و همکاران[4] (۲۰۱۱) روند پوشش برف در منطقه نپال و پیرامون آن را برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۸ بررسی نمودند. برای این منظور ایشان از داده‌های سنجنده مودیس ترا بهره گرفتند. واکاوی‌ها نشان داد در ماه ژانویه برای ارتفاعات پایین‌تر از ٦۰۰۰ متر روندکاهش پوشش برف و در ماه مارس برای ارتفاعات بالاتر از ۵۰۰۰ متر روند افزایش پوشش برف دیده می‌شود. در فصل پاییز نیز برای ارتفاعات بالاتر از ٤۰۰۰ متر روند افزایش برف دیده شد (ماسکی و همکاران، ۲۰۱۱: ۳۹۱). برون و درکسون[5] (۲۰۱۳) برای واکاوی روند پوشش برف در منطقه اوراسیا در ماه اکتبر داده‌های پوشش برف پایگاه نوا را برای سال‌های ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۱ بکار گرفتند. یافته‌ها نشان داد گستره برف با آهنگ ۵۸۰۰۰۰ کیلومتر مربع در هر دهه رو به افزایش است (برون و درکسون،۲۰۱۳: ٤).

۲. منطقه مورد مطالعه

کشور ایران میان عرض‌های جغرافیایی ۲۵ تا ٤۰ درجه عرض شمالی و ٤٤ تا ٦٤ درجه طول جغرافیایی قرار گرفته است. روی هم رفته ٦۰ درصد از گستره کشور را کوهستان‌ها در برگرفته است. رشته کوه‌های البرز در راستای غربی- شرقی در شمال کشور با بیشینه ارتفاع ۵۰۰۰ متر گسترش یافته است. رشته کوه‌های

1 Khadka et al
2 Zhang et al
3 Sonmez et al
4 Maskey et al
5 Brown and Derksen

زاگرس نیز در راستای شمال‌غربی- جنوب‌شرقی با میانگین بیشینه ارتفاع ۳۵۰۰ متر گسترش یافته‌اند. این دو رشته کوه در ایران نقش برجسته‌ای در پراکنش زمانی و مکانی بارش و به‌ویژه بارش برف در کشور بازی می‌کنند (جوانمرد و همکاران[1]، ۲۰۱۰).

۳. مواد و روش‌ها

در پژوهش حاضر برای بررسی تغییرات مکانی شمار روزهای برفپوشان داده‌های سنجنده‌های مودیس ترا و مودیس آکوا برای بازه زمانی ۱۳۹۳-۱۳۸۲ به‌صورت روزانه بکارگرفته شد. منظور از روز برفپوشان روزی است که زمین پوشیده از برف است. دلیل کوتاهی دوره مورد مطالعه نبود داده‌های برف سنجنده مودیس آکوا برای پیش از سال ۱۳۸۲ است. در داده‌های رقومی پوشش برف برای وضعیت هر یک از یاخته‌ها یک کد تعریف شده است. برای نمونه در این گونه داده‌ها کد ۲۰۰ نماینده برف، کد۵۰ نماینده ابر، کد۲۵ نماینده نبود برف و ... می‌باشد. یکی از مشکلاتی که همواره مانع بزرگی برای پایش پوشش برف است مسئله ابرناکی است. ابرناکی موجب می‌شود تا پوشش‌های زیرین برف از دید ماهواره پنهان بماند. برای کاستن از ابرناکی و رصد بهتر پوشش برف شیوه‌ها و راه‌کارهای گوناگونی توسط پژوهشگران مختلفی پیشنهاد داده شده است. یکی از شیوه‌هایی که برای کاستن از ابرناکی انجام می‌گیرد عبارتست از ترکیب و یک‌کاسه‌سازی داده‌های سنجنده مودیس ترا و سنجنده مودیس آکوا. ماهواره ترا در ساعت ۱۰:۳۰ دقیقه از فراز منطقه گذر می‌کند این در حالی است که ماهواره آکوا در ساعت ۱۳:۳۰ دقیقه یعنی با سه ساعت تأخیر از روی منطقه عبور می‌کند. ممکن است ماهواره ترا هنگام صبح یاخته‌ای را به عنوان یاخته ابری شناسایی کند، اما همان یاخته در بعد از ظهر توسط ماهواره آکوا به عنوان یاخته برفی شناسایی گردد، در این حالت وجود پوشش ابر هنگام صبح سبب شده تا پوشش برفی زیرین از دید ماهواره پنهان بماند. در این حالت می‌توان یاخته‌هایی را که توسط ماهواره ترا صبح‌هنگام به عنوان یاخته‌های ابری و در بعد از ظهر توسط ماهواره آکوا به عنوان یاخته‌های برفی شناسایی شده‌اند را بازشناخت و یاخته‌هایی که دارای این شرط هستند را به یاخته‌های برفی تبدیل نمود. انجام این کار یعنی یک‌کاسه‌سازی داده‌های دو ماهواره توسط پژوهشگران بسیاری پیشنهاد گردیده است. برای نمونه پژوهشگرانی همچون (وانگ و همکاران[2]،۲۰۰۹؛ وانگ و زی[3]،۲۰۰۹؛ برجرون و همکاران[4]، ۲۰۱۳؛ پاراجکا و بلوشی[5]، ۲۰۰۸؛ شیی و همکاران[6]، ۲۰۱٤؛ زانگ و همکاران[7]، ۲۰۱۲؛ کی و لیو، ۲۰۱٤؛ دایاتز و همکاران[8] ۲۰۱٤) از این روش به‌منظور کاهش پوشش ابر و برآورد هرچه بهتر

1 Javanmard et al
2 Wang et al
3 Wang and Xie
4 Bergeron et al
5 Parajka and Bloschi
6 She et al
7 Zhang et al
8 Dietz et al

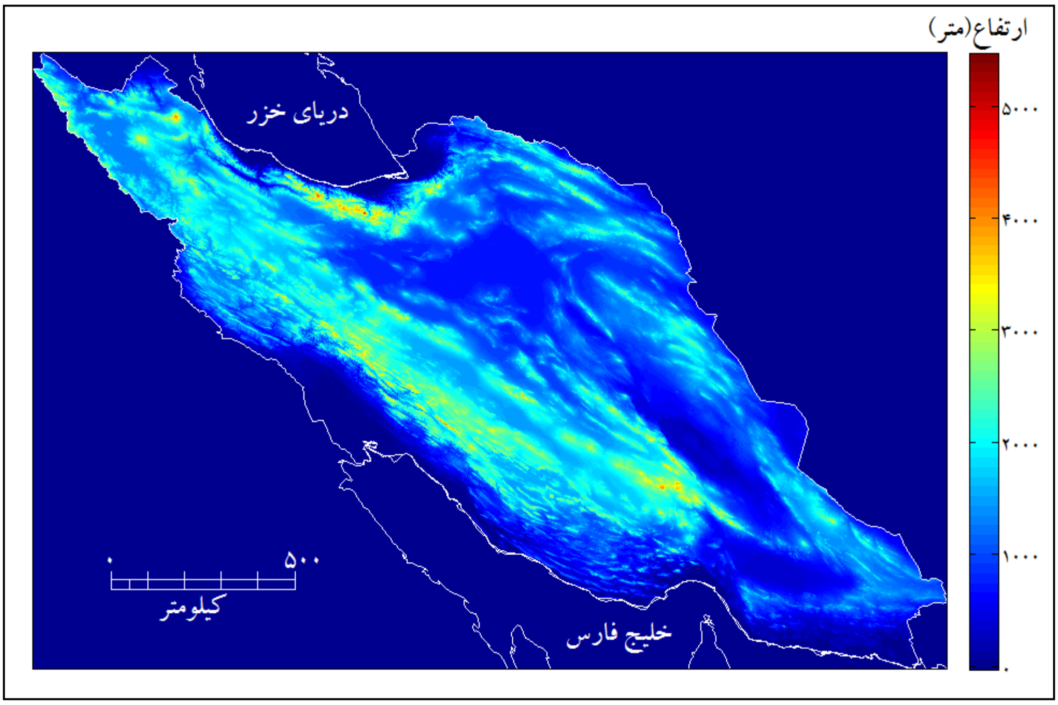
پوشش برف بهره جسته‌اند. یکی دیگر از روش‌های کاستن از ابرناکی بکاربستن پالایه (Filter) بـر روی داده‌هـای رقومی پوشش برف می‌باشد. در این روش اگر در روز نخست سنجنده یاخته‌ای را به عنوان یاخته برفـی شناسـایی کند و در روز دوم این بار همان یاخته توسط ماهواره به عنوان یاخته ابری شناسایی شود و در روز سوم مـاهواره بـا گذر از روی پهنه همان یاخته را به عنوان یاخته برفی شناسایی کند پس روشن می‌شود با احتمال بسیار بـالا وجـود پوشش ابر در روز دوم بر فراز آن یاخته سبب شده تا پوشش بـرف زیـرین از دیـد مـاهواره پنهـان بمانـد، در ایـن حالت می‌توان با انجام یک پالایه زمانی و مکانی سه روزه بر روی داده‌های عددی به طور چشـم‌گیـری از ابرنـاکی که بندی در برابر نگاشت پوشش برف اسـت کاسـت. بکاربسـتن پالایـه توسـط پژوهشـگرانی همچـون (دایـاتز و همکاران،۲۰۱۳؛ دایاتز و همکاران،۲۰۱٤؛ زانگ و همکـاران ۲۰۱۲؛ گـی‌فـورو و باردوسـی[1] ۲۰۰۹) پیشـنهاد شـده است. در پژوهش حاضر دو روش شرح داده شده در بالا که توسط پژوهشگران بسیاری پیشنهاد شده بـر روی کـل سری زمانی به‌منظور کاهش ابرناکی اعمال گردید. کلیه این مراحل با انجام کدنویسی در نـرم‌افـزار مـت‌لـب انجـام گرفت. با توجه به این که داده‌های پوشش بـرف دو سـنجنده از ۱۳۸۲/۱/۱ تـا ۱۳۹۳/۱۲/۲۹ واکـاوی گردیـد و بـا توجه به این‌که در هر آرایه برای هر روز بیش از ۳٤ میلیـون کـد وجـود داشـت، بنـابراین در ایـن پـژوهش بـرای آماده‌سازی، کاستن از ابرناکی و واکاوی داده‌ها بر روی بیش از ۱۰۰۰ میلیارد کد پردازش‌های عددی انجـام گرفـت. به دلیل حجم بسیار سنگین داده‌ها فرآیند محاسبات این پژوهش بسیار طولانی و زمان‌بر بـود. بـرای محاسـبه رونـد روزهای برفپوشان از شیب خط معادله رگرسیونی بهره گرفته شد. فرآیند محاسبه شیب خـط معادلـه رگرسـیون بـا انجام کد نویسی در نرم‌افزار مت‌لب انجام گرفت. همان‌گونه که پیش‌تر نیز گفته شد منظور از روز برفپوشـان روزی است که زمین پوشیده از برف است. در این نوشتار برای هر سال و برای هر فصل به طـور جداگانـه روزهـایی کـه زمین پوشیده از برف بود محاسبه شد و روند تغییرات تعداد روزهایی که زمین پوشیده از برف بود از طریـق شـیب خط معادله رگرسیونی محاسبه گردید. بـرای نمونـه ممکـن اسـت یاختـه‌ای از ۹۳ روز فصـل بهـار ۲۰ روز دارای پوشش برف در یک سال به خصوص باشد. برای هر ۱۲ سال مورد بررسی و برای هـر فصـل و هـر یاختـه تعـداد روزهایی که زمین دارای پوشش برف بود محاسبه و تغییرات روزهای برفپوشان به ایـن شـیوه محاسـبه گردیـد تـا روند تغییرات روزهایی که زمین پوشیده از برف است (روز برفپوشان) برای کل گستره ایران‌زمـین واکـاوی گـردد. همچنین میانگین ارتفاع نقاطی که دارای روند تغییرات روزهای برفپوشان خواه مثبت و خواه منفی بودند بـرای هـر یک از فصول محاسبه گردید. برای انجام این کار از مدل رقومی ارتفاع ایران (Dem) در تفکیـک مکـانی ۵۰۰ متـر و با سیستم تصویر سینوسی بهره گرفته شد. در شکل (۱) مدل رقومی ارتفاع ایران در تفکیک مکانی ۵۰۰ متـر و در سیستم تصویر سینوسی به نمایش گذاشته شده است. همچنین بـرای بررسـی درسـتی داده‌هـای مـاهواره‌ای بـرف، داده‌های عمق برف ۳٤ ایستگاه همدید در ایران برای بازه زمانی ۱۳۸۲ تا ۱۳۹۰ به‌صورت روزانه بکـار بـرده شـد و

1 Gafurov and Bardossy

با نزدیک‌ترین یاخته به ایستگاه مقایسه گردید. بررسی‌ها نشان داد دقت سنجنده مودیس در بازشـناختن رویـه‌هـای برفی ۸۲٪ می‌باشد که گویای دقت بسیار بالای آن است.

جدول ۱ ایستگاه‌های بکاربرده شده برای راستی‌آزمایی سنجنده مودیس

اردبیل	48/3275	38/2187
ارومیه	45/0564	37/6604
تکاب	47/0961	36/3937
تبریز	46/2407	38/1229
کوهرنگ	50/1228	32/4562
شهرکرد	50/8411	32/2937
بروجن	51/2986	31/9770
فریدونشهر	50/1269	32/9395
سمیرم	51/5474	31/4187
آباده	52/6153	31/1979
همدان (فرودگاه)	48/5320	34/8687
ملایر	48/8566	34/2479
کرمان	56/9613	30/2562
کرمانشاه	47/1508	34/3520
دهدز	50/2813	31/7062
یاسوج	51/5557	30/6979
سقز	46/3112	36/2229
سنندج	47/0178	35/2562
بیجار	47/6199	35/8854
بروجرد	48/7551	33/9145
الیگودرز	49/7007	33/4062
اراک	49/7816	34/0729
کمیجان	49/3157	34/7104
سیاه‌بیشه	51/3008	36/2312
شاهرود	54/9292	36/3812
زنجان	48/5209	36/6604
قروه	47/7849	35/1812
گاریز	54/0972	31/3104
بجنورد	57/3009	37/4854
مشهد	59/6308	36/2354
تربت حیدریه	59/2066	35/3312
بیرجند	59/2832	32/8895
ایلام	46/3998	33/5895
کرج	50/9530	35/8062

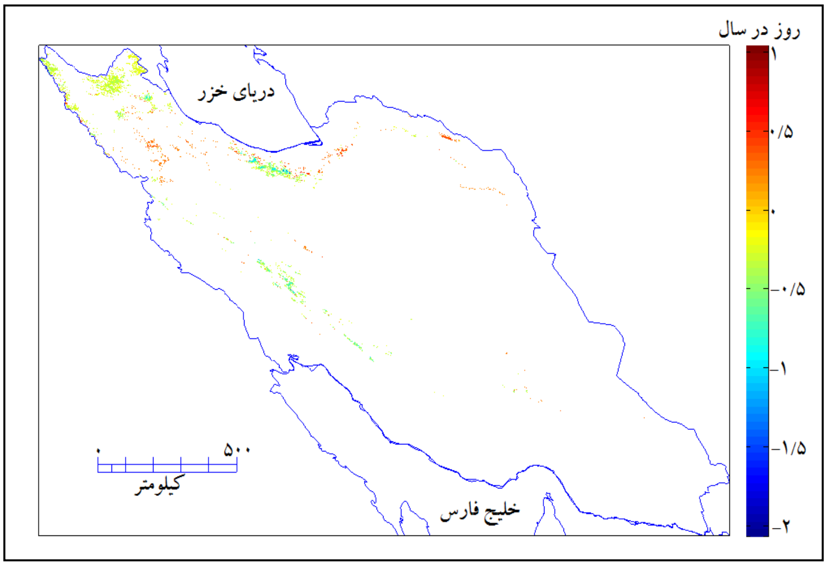


شکل۱ مدل رقومی ارتفاع ایران (Dem) در سیستم تصویر سینوسی

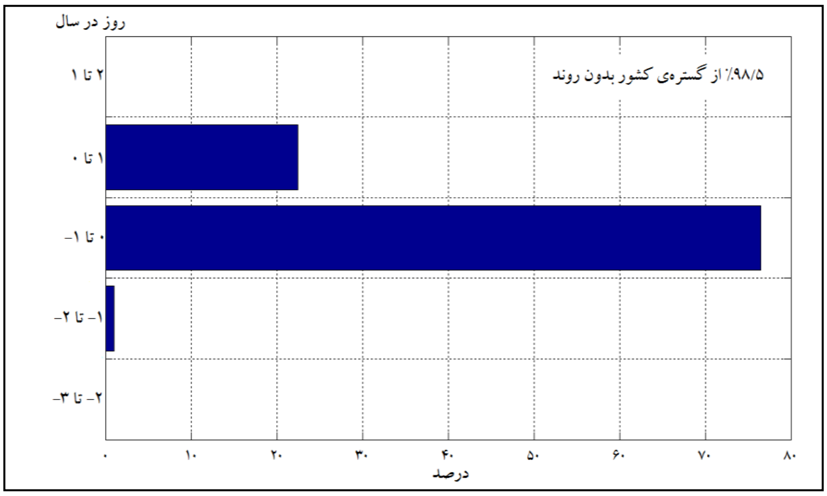
٤. بحث و نتایج

محاسبه شیب خط تغییرات روزهای برفپوشان برای هر یک از فصول سال نشان داد تغییرات مکانی شمار روزهای برفپوشان در هر یک از فصول سال متفاوت است. بررسی‌ها نشان می‌دهد در فصل بهار بر روی رشته کوه‌های زاگرس روند کاهشی شمار روزهای برفپوشان دیده می‌شود و در برخی از جاهای رشته کوه‌های زاگرس تعداد روزهایی که زمین پوشیده از برف است با آهنگ ۰/۵ روز در سال رو به کاهش است. همین وضعیت یعنی کاهش شمار روزهایی که زمین پوشیده از برف است در برخی از مناطق جنوبی رشته کوه‌های البرز نیز دیده می‌شود؛ اما در بخش‌های شمالی و شرقی رشته کوه‌های البرز روند افزایش شمار روزهای برفپوشان وجود دارد. در برخی از مناطق شمال‌غرب کشور نیز روند کاهش شمار روزهای برفپوشان دیده می‌شود. همچنین روند افزایشی در ارتفاعات شمال‌شرقی و نیز به طور پراکنده در بخش‌هایی از شمال‌غرب کشور دیده می‌شود (شکل۲). محاسبات نشان داد میانگین ارتفاع مناطقی از کشور که در این فصل دارای روند افزایش شمار روزهای برفپوشان می‌باشند۲٤۷۷ متر می‌باشد، این در حالی است که میانگین ارتفاع در مناطقی که روند کاهشی روزهای برفپوشان دارند ۲۳۷٤ متر است. در این فصل ۱/۱ درصد از گستره کشور دارای روند کاهشی و ۰/۳۲ درصد نیز دارای روند افزایشی شمار روزهای برفپوشان می‌باشند. در این فصل در برخی از بخش‌های کشور روند تغییرات روزهای برفپوشان الگوهای جغرافیایی خاصی را نشان می‌دهد (شکل۲). برای نمونه در بخش‌هایی از مناطق شمال‌شرقی ایران روند افزایشی شمار روزهای

برفپوشان دارای الگویی منظم است، برای بررسی جنس زمین در این مناطق مؤقعیت طـول و عـرض جغرافیـایی ایـن مناطق در محیط نرم‌افزار متلب استخراج و در نرم‌افزار Google earth به نمایش گذاشته شـد. بررســی‌هـا نشـان داد یاخته‌هایی که در منطقه شمال‌شرق ایران دارای الگوی نواریِ رونِد افزایشی شمار روزهای برفپوشـان مـی‌باشـند دارای وجه‌شیب جنوب‌شرقی هستند. بررسی‌ها نشان داد تغییرات شمار روزهای برفپوشان در بیش از ۷۰ درصـد از منـاطقی که دارای روند هستند میان ۰ تا ۱- روز در سال می‌باشد (شـکل۳). بـه عبـارت روش‌تـر در ۱/۵ درصـد از مسـاحت کشور که روند تغییرات روزهای برفپوشان وجود دارد، بیش از ۷۰ درصد از ایـن منـاطق دارای رونـد کاهشـی شـمار روزهای برفپوشان با آهنگ ۰ تا ۱- روز در سال می‌باشند. این در حالی است که کـم‌تـر از ۲۵ درصـد از ایـن منـاطق دارای روند افزایشی با آهنگ ۰ تا ۱ روز در سال هستند (شکل۳).

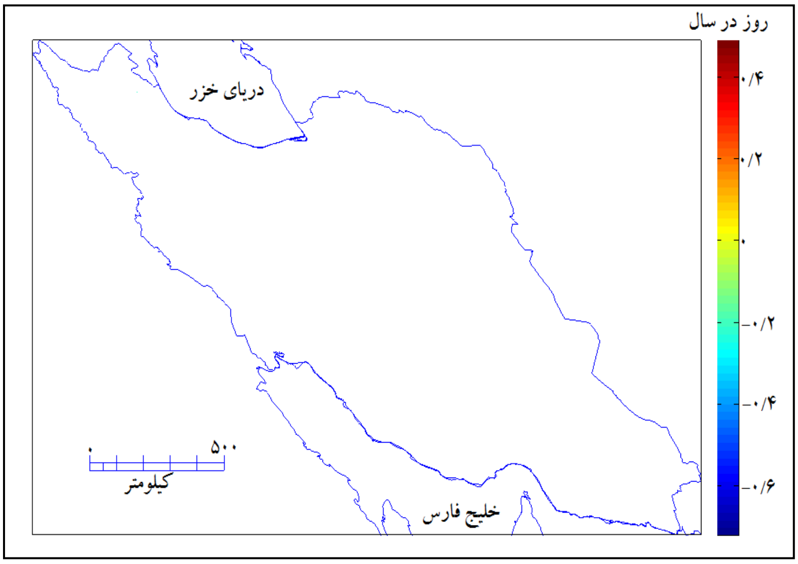


شکل۲ آهنگ تغییرات شمار روزهای برفپوشان در فصل بهار



شکل۳ درصد گستره مناطق همراه با روند شمار روزهای برفپوشان در فصل بهار

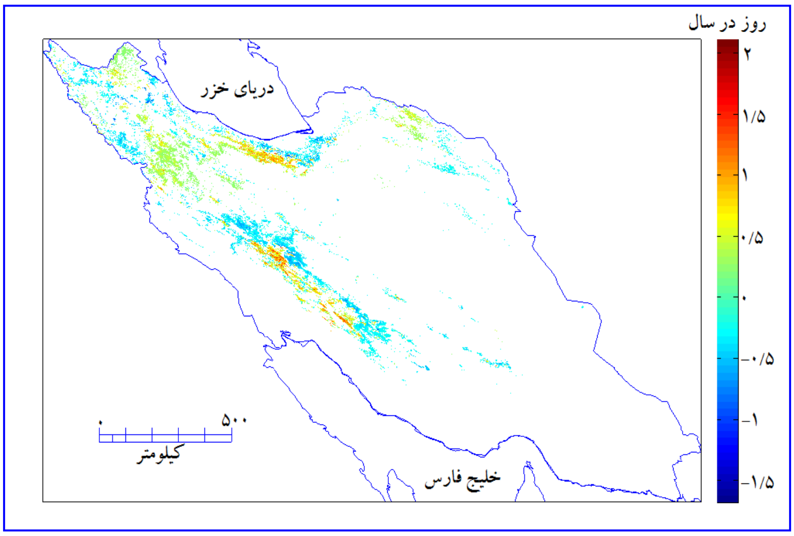
بررسی تغییرات روزهای برفپوشان در فصل تابستان گویای آن است که روند تغییرات روزهای برفپوشان بسیار بسیار محدود است، به‌گونه‌ای که بر روی نقشه هم قابل مشاهده نمی‌باشد. دلیل آن هم نبود برف است و مناطقی هم که دارای پوشش برف‌اند بسیار پراکنده بوده و تنها در بلندی‌های بسیار مرتفع کشور پوشش برف دیده می‌شود. میانگین ارتفاع در مناطقی که دارای روند افزایش شمار روزهای برفپوشان در این فصل هستند ٤٥٨٦ متر می‌باشد. این در حالی است که میانگین ارتفاع مناطقی که دارای روند کاهشی شمار روزهای برفپوشان می‌باشند٤٠٦٢ متر است. در فصل تابستان ۰/۰۰۱ درصد از گستره کشور دارای روند تغییرات شمار روزهای برفپوشان خواه مثبت و خواه منفی بوده‌اند. به سبب این‌که شمار بسیار ناچیزی از یاخته‌ها در این فصل دارای روند بوده‌اند بنابراین در شکل٤) که نماینده آهنگ تغییرات شمار روزهای برفپوشان در فصل تابستان است هیچ چیز قابل مشاهده نیست.



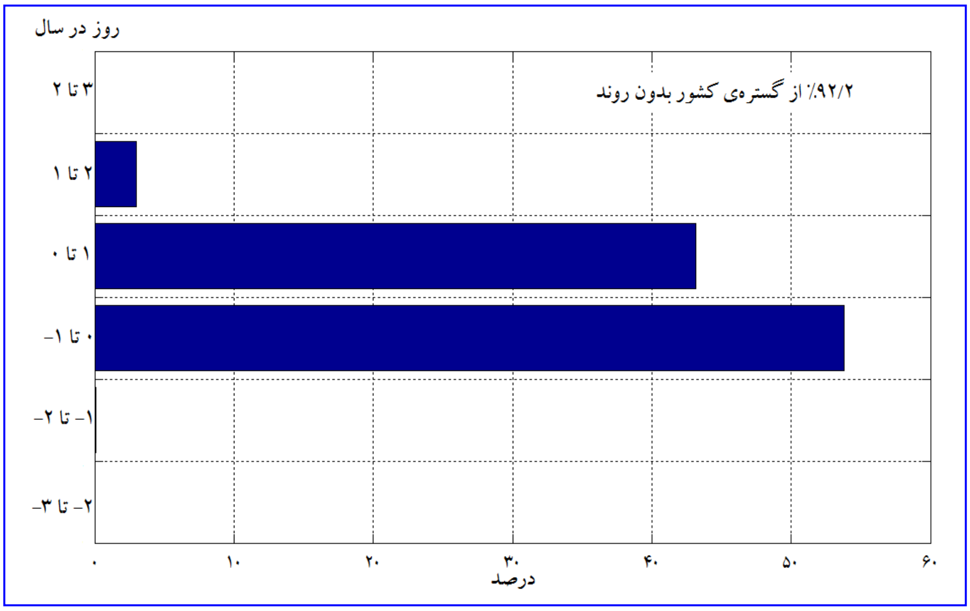
شکل ٤ آهنگ تغییرات شمار روزهای برفپوشان در فصل تابستان

بررسی تغییرات روزهای برفپوشان در فصل پاییز نشان می‌دهد در بسیاری از مناطق ایران در راستای رشته کوه‌های البرز و زاگرس هم روند افزایشی و هم روند کاهشی شمار روزهای برفپوشان وجود دارد (شکل٥). نکته جالبی که در تغییرات شمار روزهای برفپوشان فصل پاییز دیده می‌شود وجود الگوهای قرینه است. برای نمونه در بخش‌های غربی رشته کوه‌های زاگرس روند افزایش شمار روزهای برفپوشان دیده می‌شود این در حالی است که در بخش‌های شرقی روند کاهشی شمار روزهای برفپوشان وجود دارد. در بخش‌های شرقی رشته کوه‌های البرز روند کاهشی اما در بخش‌های غربی روند افزایشی شمار روزهای برفپوشان دیده می‌شود. در بخش‌های شمال‌شرق و شمال‌غرب کشور نیز الگوهای پراکنده افزایشی و کاهشی روزهای برفپوشان دیده می‌شود. نرخ افزایش شمار

روزهای برفپوشان در دامنه‌های غربی زاگرس از دیگر بخش‌های کشور بیش‌تر است. در این مناطق از کشور در برخی از جاها روزهای برفپوشان با آهنگ ۲ روز در سال رو به افزایش است (شکل۵). محاسبات نشان می‌دهد میانگین ارتفاع مناطقی از کشور که در این فصل دارای روند افزایش شمار روزهای برفپوشان می‌باشند ۲۲۳۱ متر می‌باشد، این در حالی است که میانگین ارتفاع در مناطقی که روند کاهشی شمار روزهای برفپوشان دارند ۲۰۳۶ متر است. در فصل پاییز ۳/۸ درصد از گستره کشور دارای روند کاهش شمار روزهای برفپوشان می‌باشند این در حالی است که ۳/۲۷ درصد از مساحت کشور دارای روند افزایشی شمار روزهای برفپوشان هستند. همچنین مناطقی که شیب تغییرات روزهای برفپوشان در آنها چشم‌گیرتر بود بررسی گردید. یافته‌ها نشان مناطقی که شیب تغییرات کاهشی روزهای برفپوشان آنها بیش‌تر از ۱ روز در سال است در مناطق نه چندان مرتفع کشور قرار گرفته‌اند و میانگین ارتفاع این مناطق از تراز دریا ۲۰۳۱ متر می‌باشد. این در حالی است که میانگین ارتفاع مناطقی که با آهنگ بیش از ۱ روز در سال دارای روند افزایش روزهای برفپوشان هستند ۳۰۱۶ متر می‌باشد؛ بنابراین مناطقی از کشور که در فصل پاییز بیش از ۱ روز در سال روند افزایشی شمار روزهای برفپوشان دارند نزدیک به ۱۰۰۰ متر بلندتر از مناطقی هستند که شمار روزهای برفپوشان آنها با آهنگ بیش از ۱ روز رو به کاهش است. بررسی‌ها نشان داد تغییرات شمار روزهای برفپوشان در بیش از ۵۰ درصد از مناطقی که دارای روند هستند میان ۰ تا ۱- روز در سال می‌باشد (شکل٦). به بیان دیگر در ۷ درصد از مساحت کشور که روند تغییرات روزهای برفپوشان وجود دارد، بیش از ۵۰ درصد از این مناطق دارای روند کاهشی شمار روزهای برفپوشان با آهنگ ۰ تا ۱- روز در سال می‌باشند. این در حالی است که بیش از ٤۰ درصد از این مناطق دارای روند افزایشی با آهنگ ۰ تا ۱ روز در سال هستند. کم‌تر از ۵ درصد از این مناطق هم دارای روند افزایش با آهنگ ۱ تا ۲ روز در سال هستند. شمار روزهای برفپوشان هم در گستره بسیاربسیار ناچیزی در کشور با آهنگ ۱- تا ۲- روز در سال رو به کاهش است (شکل٦).



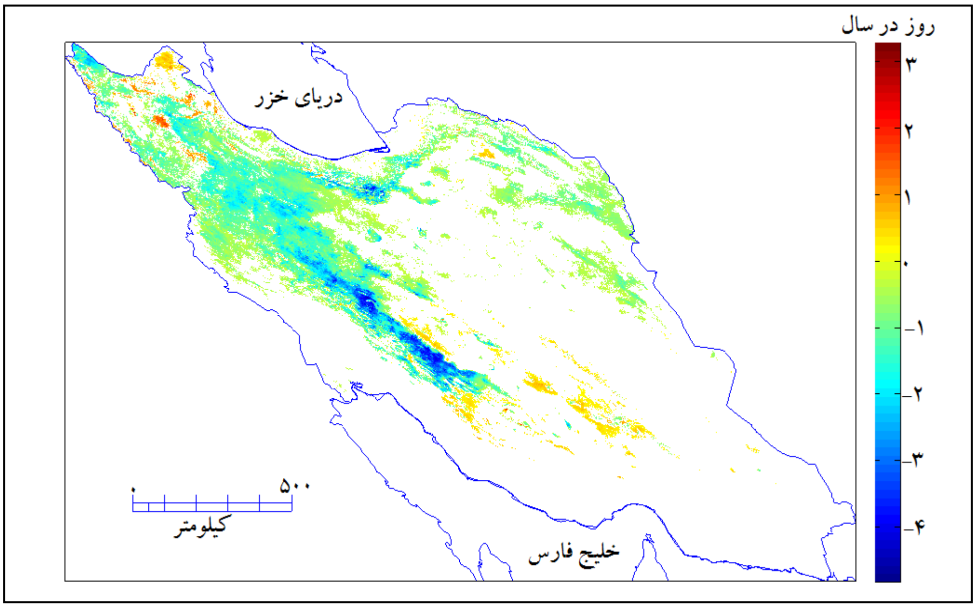
شکل۵ آهنگ تغییرات شمار روزهای برفپوشان در فصل پاییز



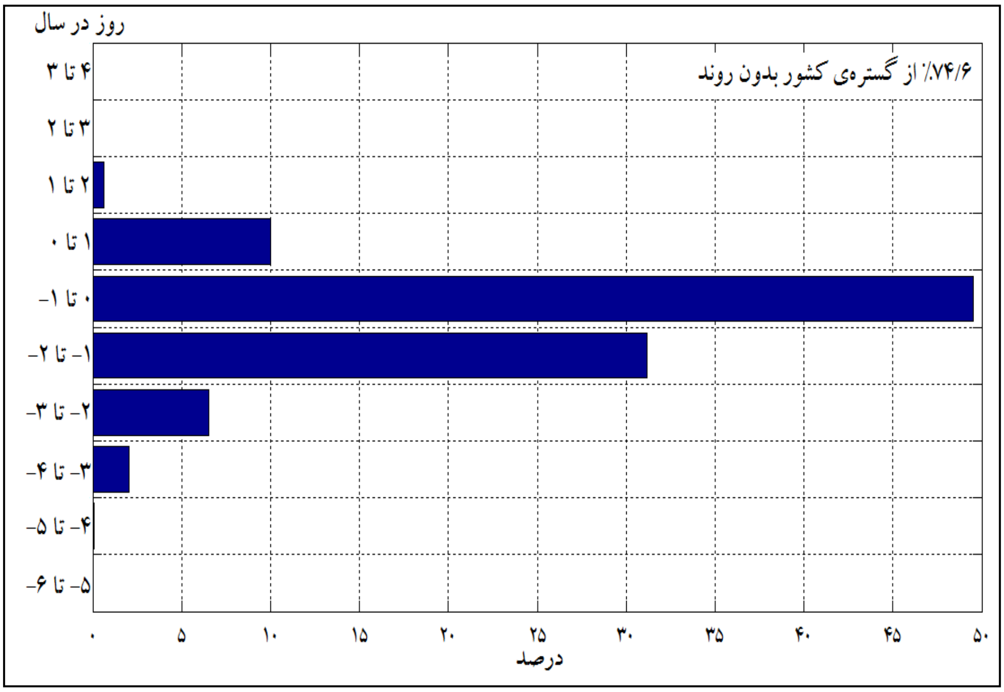
شکل٦ درصد گستره مناطق همراه با روند شمار روزهای برفپوشان در فصل پاییز

واکاوی تغییرات روزهای برفپوشان در فصل زمستان نشان می‌دهد بسیاری از مناطق کشور دارای روند معنادار می‌باشند. بیش‌ترین تغییرات کاهشی روزهای برفپوشان بر روی دامنه‌های رشته کوه‌های زاگرس و پس از آن بر روی بخش‌های میانی رشته کوه‌های البرز دیده می‌شود. در برخی از بخش‌های رشته کوه‌های زاگرس شمار روزهای برفپوشان با آهنگ ٤ روز و بیش‌تر از ٤ روز رو به کاهش است. بیش‌ترین تغییرات افزایشی شمار روزهای برفپوشان در بخش‌های شمال‌غربی کشور دیده می‌شود. در این بخش از کشور تغییرات افزایشی و کاهشی شمار روزهای برفپوشان در کنار هم دیده می‌شود. همچنین بر روی برخی از مناطق زاگرس جنوبی و بلندی‌های کرمان روند کاهشی شمار روزهای برفپوشان وجود دارد (شکل۷) محاسبات گویای آن بود که در فصل زمستان میانگین ارتفاع مناطقی از کشور که دارای روند افزایشی شمار روزهای برفپوشان هستند ۲۰۳۲ متر می‌باشد این در حالی است که میانگین ارتفاع در مناطقی از کشور که دارای روند کاهشی شمار روزهای برفپوشان هستند ۱۷۹۰ متر می‌باشد. در این فصل ۲/٦۹ درصد از گستره کشور دارای روند افزایشی شمار روزهای برفپوشان و ۲۲/٦٤ درصد هم دارای روند کاهشی شمار روزهای برفپوشان می‌باشد. در این هنگام از سال نزدیک به ۵۰ درصد از گستره مناطقی که دارای روند هستند دارای روند کاهشی شمار روزهای برفپوشان با آهنگ ۰ تا ۱- روز هستند. فراوانی‌های تغییرات شمار روزها در این فصل در شکل۹) آورده شده است. در این فصل غلبه با کاهش شمار روزهای برفپوشان است و گستره‌های بسیار وسیع‌تری از کشور دارای روند کاهشی می‌باشند. کاهش شمار روزهای برفپوشان می‌تواند پیامدهای بسیار سویی را به دنبال خود داشته باشد. چراکه انبارش مناسب برف در کوهستان‌های کشور سبب تنظیم آب

رودخانه‌ها شده و یک ترازمندی را در جریـان آب رودهـا در طـی فصـول خشـک فـراهم مـی‌کنـد. کـاهش چشم‌گیر روزهای پوشیده از برف در رشته کوه‌های البرز و به‌ویژه زاگرس می‌تواند پیامدهای نـاگواری بـرای رودهای بزرگ ایران را به دنبال داشته باشد.



شکل ۷ آهنگ تغییرات شمار روزهای برفپوشان در فصل زمستان



شکل ۸ درصد گستره مناطق همراه با روند شمار روزهای برفپوشان در فصل زمستان

جدول۲ ویژگی‌های فصلی روند تغییرات روزهای برفپوشان

فصل	بهار	تابستان	پاییز	زمستان
میانگین ارتفاع همراه با روند منفی	۲۳۷٤	٤۰٦۲	۲۰۳٦	۱۷۹۰
میانگین ارتفاع همراه با روند مثبت	۲٤۷۷	٤۵۸٦	۲۲۳۱	۲۰۳۲
درصد گستره ایران همراه با روند منفی	۱/۱	۰/۰۰	۳/۸	۲۲/٦٤
درصد گستره ایران همراه با روند مثبت	۰/۳۲	۰/۰۰	۳/۲۷	۲/٦۹

۵. نتیجه‌گیری

برای انجام پژوهش کنونی داده‌های دو سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا در تفکیک مکانی ۵۰۰ متر، برای بازه زمانی ۱۳۹۳-۱۳۸۲ به‌صورت روزانه بکارگرفته شد. محاسبه شیب خط شمار روزهای برفپوشان برای هر یک از فصول سال نشان داد در بسیاری از بخش‌های کشور روند معناداری در شمار روزهای برفپوشان دیده می‌شود. محاسبات نشان داد در فصل بهار ۱/۱ درصد از گستره کشور دارای روند کاهشی و ۰/۳۲ درصد نیز دارای روند افزایشی شمار روزهای برفپوشان می‌باشند. در فصل تابستان ۰/۰۰۱ درصد از گستره ایران دارای روند تغییرات شمار روزهای برفپوشان بود. در فصل پاییز نیز روندهای افزایشی و کاهشی شمار روزهای برفپوشان در کشور دیده شد. در این فصل ۳/۸ درصد از گستره کشور دارای روند کاهش شمار روزهای برفپوشان و ۳/۲۷ درصد از مساحت کشور نیز دارای روند افزایشی شمار روزهای برفپوشان بودند. نکته جالبی که در این فصل دیده شد وجود الگوهای قرینه از روند تغییرات بود. برای نمونه روی هم رفته در بخش‌های غربی رشته کوه‌های زاگرس روند افزایشی و در بخش‌های شرقی آن روند کاهشی شمار روزهای برفپوشان دیده شد. بررسی‌ها نیز نشان داد در فصل زمستان چیرگی با روندهای کاهشی شمار روزهای برفپوشان است. در این فصل ۲/٦۹ درصد از گستره کشور دارای روند افزایشی شمار روزهای برفپوشان و ۲۲/٦٤ درصد هم دارای روند کاهشی شمار روزهای برفپوشان بودند. یافته‌های این پژوهش هماهنگ با دست‌یافت سونمز و همکاران (۲۰۱٤) است. ایشان نیز نشان دادند در کشور ترکیه برای بازه زمانی ۲۰۰٤ تا ۲۰۱۲ روی هم رفته روند کاهش پوشش برف دیده می‌شود، اما در بازه‌های فصلی برای فصل پاییز روند افزایشی و در فصول بهار و تابستان روند منفی در پوشش‌های برفی دیده می‌شود (سونمز و همکاران، ۲۰۱٤: ۲۳٤۹). به نظر می‌رسد خشک‌سالی‌های اخیر در کشور به سبب کاهش فراوانی سالانه روزهای همراه با پوشش برف در کشور و به‌ویژه در فصل زمستان است. روند کاهشی روزهای همراه با پوشش برف برای کشوری همچون ایران که به طور چشم‌گیری وابسته به انباره‌ها و پوشش‌های برفی در کوهستان‌هاست می‌تواند پیامدهای ناگواری را به دنبال داشته باشد. برای نمونه خشک‌سالی‌های پیاپی در

سال‌های اخیر در حوضه زاینده‌رود که منجر به خشک شدن رودخانه گردید به سبب کاهش چشم‌گیـر منـابع برف در بالادست حوضه است. با توجه به آن‌که بخش چشم‌گیری از بارش‌های ایران در فصل زمسـتان روی می‌دهد، تغییرات منفی شمار روزهای برفپوشان که در این فصل روی داده از اهمیت بالایی برخـوردار اسـت. پیشنهاد می‌شود در مطالعات آینده ریشه کاهش منابع برفی ایران واکاوی گردد و بررسی نمـود براسـتی سـهم تغییرات بارش و دما در کاهش منابع برف ایران تا چـه انـدازه بـوده اسـت و ضـروری اسـت تـا اقـدامات و آمادگی‌های لازم برای کاستن از اثرات سوء تغییرات پوشش برف در ایران انجام گیرد.

کتابنامه

Akyurek, Z., Surer, S., & Beser, O. (2011). Investigation of the snow-cover dynamics in the Upper Euphrates Basin of Turkey using remotely sensed snow-cover products and hydro meteorological data. *Hydrological Process*, *25*(23), 3637-3648.

Anderton, S. P., White, S. M., & Alvera, B. (2002). Micro-scale spatial variability and the timing of snow melt runoff in a high mountain catchment. *Journal of Hydrology*, *268*(1), 158–176.

Barnett, T. P., Adam, J. C., & Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water variability in snow-dominated regions. *Nature*, *438*, 303–309.

Bergeron, J., Royer, A., Turcotte, R., & Roy, A. (2013). Snow cover estimation using blended MODIS and AMSR-E data for improved watershed-scale spring stream flow simulation in Quebec, Canada. *Hydrological Processes*, *28*(16), 4626–4639.

Blöschl, G. (1999). Scaling issues in snow hydrology. *Hydrological Process*, *13*(14), 2149–2175.

Brown R., & Armstrong R. L. (2010). Snow-cover data measurement, products and sources in snow and climate. In *Physical processes*, *surface energy exchange and modeling*, Armstrong RL, Brun E. Cambridge, UK: Cambridge University Press.

Brown, R. D., & Derksen, C. (2013). Is Eurasian October snow cover extent increasing. *Environmental Research Letters*, *8*(2), 1-7.

MR de Wildt, G Seiz, & A Grün. (2006). Snow mapping using multi-temporal Meteosat-8 data. *EARSeL eProceedings*, *5*, 18–31.

Dietz, A., Conrad, C., Kuenzer, C., Gesell, G., & Dech, S. (2014). Identifying changing snow cover characteristics in Central Asia between 1986 and 2014 from remote sensing data. *Remote Sensing*, *6*(12), 12752-12775.

Gafurov, A., & Bardossy, A . (2009). Cloud removal methodology from MODIS snow cover product. *Hydrology and Earth System Sciences*, *13*(7), 1361–1373.

Hall, D. K., Kelly, R. E., Foster, J., & Chang A. T. (2005). Estimation of snow extent and snow properties. In *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, *2*, 811–830.

Hall, D. K., Riggs, G. A., Foster J. L, & Kumar S. V. (2010). Development and evaluation of a cloud-gap-filled modis daily snow-cover product. *Remote Sensing of Environment, 114*(3), 496–503.

Immerzeel, W., Droogers, P., Jong, S., & Bierkens, M. (2009). Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing; *Remote Sensing of Environment*, *113*(1), 40-49.

Javanmard, S., Yatagai, A., Nodzu, MI., Bodagh, Jamali., & Kawamoto H. (2010). Comparing high-resolution gridded precipitation data with satellite rainfall estimates of TRMM 3B42 over Iran. *Advances in Geosciences*, *25*, 119–125.

Khadka, D., Babel, M., Shrestha, S., & Tripathi, N. (2014). Climate change impact on glacier and snow melt and runoff in Tamakoshi basin in the Hindu Kush Himalayan (HKH) region. *Journal of Hydrology, 511*(16), 49–60.

Ke, C., & Liu, X. (2014). Modis-observed spatial and temporal variation in snow cover in Xinjiang, China. *Climate Research, 59*, 15-26.

Lehning, M., Löwe, H., Ryser, M., & Raderschall, N. (2008). Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain. *Water Resources Research*, *44*(7), 1-19.

Manes, C., Guala, M., Löwe, H., Bartlett, S., Egli, L., & Lehning, M. (2008). Statistical properties of fresh snow roughness. *Water Resources Research*, *44*(11), 1-9.

Maskey, S., Unlenbrook, S., & Ojha., S. (2011). An analysis of snow cover changes in the Himalayan region using MODIS snow products and in-situ temperature data. *Climate Change, 108*, 391-400.

Parajka, J., & Bloschi, G. (2006). Validation of MODIS snow cover images over Austria. *Hydrology and Earth System Sciences*, *3*(5), 1569-1601.

Ramage, J. M., & Isacks, B. L. (2003). Interannual variations of snowmelt and refreeze timing in southeast Alaskan ice fields, USA. *Journal of Glaciology*, 49(164), 102–116.

Romanov, P., Tarpley, D., Gutman, G., & Carroll, TR. (2003). Mapping and monitoring of the snow cover fraction over North America. *Journal of Geophysical Research*, *108*(16), 1-15.

Sharma, V., Mishra, V., Joshi, P. (2012). Snow cover variation and stream flow simulation in a snow-fed river basin of the Northwest Himalaya. *Journal of Mountain Science*, *9*(6), 853-868.

She, J., Zhang, Y., Li, X., & Chen, Y. (2014). Changes in snow and glacier cover in an arid watershed of the western Kunlun Mountains using multisource remote sensing data. *International Journal of Remote Sensing*, *35*(1), 234-252.

Sonmez, I., Tekeli, A., & Erdi, E. (2014). Snow cover trend analysis using Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System data over Turkey. *International Journal of Climatology*, *34*(7), 2349-2361.

Tani, M. (1996). An approach to annual water balance for small mountainous catchments with wide spatial distributions of rainfall and snow water equivalent. *Journal of Hydrology*, *183*(3), 205–225.

Udnaes, H., Alfnes, C. E., & Andreassen, L. M. (2007). Improving runoff modeling using satellite-derived snow cover area. *Hydrology Research, 38*(1), 21–32.

Wang, X., & Xie, H. (2009). New methods for studying the spatiotemporal variation of snow cover based on combination products of MODIS Terra and Aqua. *Journal of Hydrology, 371*(1), 192-200.

Wang, X., Xie, H., Liang, T., & Huang, X. (2009). Comparison and validation of MODIS standard and new combination of Terra and Aqua snow cover products in northern Xinjiang, China. *Hydrological Processes*, *23*(3), 419-429.

Yuang, D., & Woo, M. (1999). Representativeness of local snow data for large scale hydrologic investigations. *Hydrological Processes*, *13*(12), 1977–1988.

Zhao, H., & Fernandes, R. (2009). Daily snow cover estimation from advanced very high resolution radiometer polar pathfinder data over Northern Hemisphere land surfaces during 1982–2004. *Journal of Geophysical Research, 114*(5), 1-14.

Zhang, G., Xie, H., Yao, T., Liang, T., & Kang, S. (2012). Snow cover dynamics of four lake basins over Tibetan Plateau using time series MODIS data(2001-2010).*Water resources research*, *48*(10), 1-22.